



بررسی رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک بارش، تبخیر و جریان رودخانه با استفاده از مدل سری‌های زمانی خطی (مطالعه موردی: حوضه‌های غرب دریاچه ارومیه)

مجتبی مروج^۱ - کیوان خلیلی^۲ - جواد بهمنش^{۳*}

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۹/۰۸

چکیده

فرآیندهای طبیعی کنترل کننده منابع آب نقش مهمی در کنترل مدیریت منابع آب دارند. برای درک رابطه بین این فرآیندها و نحوه اثرگذاری آن‌ها بر یکدیگر لازم است که مدل‌سازی و شبیه‌سازی تک تک این فرآیندها با دید جامع صورت گیرد. در تحقیق حاضر رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک بارش، تبخیر و جریان رودخانه با نگرش بر رابطه بین مولفه‌های سری‌های زمانی و رابطه بین مدل‌های منتخب، در حوضه‌های غرب دریاچه ارومیه با استفاده از تحلیل سری‌های زمانی در مقیاس ماهانه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان دهنده ارتباط بین مولفه‌ی روند سری‌های زمانی این فرآیندها با یکدیگر است. در حوضه نازلوچای رابطه مستقیم روند بارش و جریان رودخانه مشاهده شد. هم‌چنین در رابطه با مدل‌های منتخب، در حوضه‌های زولاچای، نازلوچای و شهرچای که بارش از مدل خود ظهیمسته تبعیت می‌کند، دبی نیز رفتار خودهمبسته نشان داد. درحالی‌که در حوضه‌ی باراندوزچای که بارش از مدل میانگین متحرک پیروی می‌کند بخش میانگین متحرک در مدل دبی نیز مشاهده گردید. در نتیجه با مدل‌سازی همزمان پارامترهای مختلف هیدرولوژیک می‌توان انتخاب مدل را بهبود بخشید. علاوه بر آن مشاهده شد که در حوضه‌های اقلیمی مشابه، فرآیندهای هیدرولوژیک از مدل‌های مشابه پیروی نمودند.

واژه‌های کلیدی: ایستایی، روند، مدل ARMA، مولفه‌های چرخه آبی

مقدمه

برای مدل‌سازی این فرآیندها می‌توان از مدل‌های استوکاستیک استفاده نمود. شبیه‌سازی استوکاستیک سری‌های زمانی مرتبط با منابع آب به ویژه سری‌های زمانی هیدرولوژیک به صورت گسترده به منظور حل مسائل مرتبط با برنامه‌ریزی و مدیریت سیستم‌های آبی در دهه‌های اخیر استفاده شده‌اند. مسائلی مانند تخمین حجم مخزن سد، ارزیابی اعتمادپذیری مخزن با توجه به حجم طراحی شده (۱۶)، ارزیابی کفایت استراتژی اتخاذ شده برای مدیریت منابع آب تحت سناریوهای مختلف هیدرولوژیک بالقوه، ارزیابی کارایی سیستم آبیاری تحت فشار در شرایط عدم قطعیت ورودی به سیستم، سیلاب (۲۵)، تحلیل خشکسالی (۲۱)، سیلاب (۱۴) طراحی تأسیسات آبی، آبیگری از رودخانه‌ها، برنامه‌ریزی بهره‌برداری از مخازن سدها (۱۷) و بسیاری مسائل مرتبط دیگر از این دست هستند که نیازمند مدل‌سازی فرآیندهای هیدرولوژیک می‌باشند. به علت پیچیدگی و عدم دانش کافی در مورد فرآیندهای فیزیکی در چرخه آبی، ساخت مدل‌های آماری و گسترش آن‌ها برای بیان این فرآیندها، همیشه مورد توجه مهندسان بوده است. اساس بسیاری از تصمیم‌گیری‌ها در فرآیندهای

آب در طبیعت به صورت مداوم در جریان و تبدیل از حالت‌های مختلف جامد، مایع و گاز به یکدیگر است. به این فرآیند چرخه آبی (هیدرولوژیک) گفته می‌شود. چون مقدار کل آب در چرخه آبی ثابت است می‌توان این چرخه را به صورت یک سیستم بسته در نظر گرفت (۸). فرآیندهای اساسی این چرخه شامل بارش، تبخیر و جریان رودخانه است. هر چند فرآیندهای هیدرولوژیک محدود می‌باشند، ولی به دلیل فرآیندهای اندرکنشی پیچیده آن‌ها با محیط، بررسی چرخه آب در طبیعت به ویژه در مقیاس‌های بزرگ نظیر حوضه‌های آبریز امری دشوار و پیچیده است که نیاز به شناسایی، تخمین و مدل‌سازی کلیه فرآیندهای اندرکنشی دارد (۲۳). به همین دلیل همواره از فرآیندهای هیدرولوژیک به عنوان فرآیندهای تصادفی یاد می‌شود. لذا

۱، ۲ و ۳- به ترتیب دانشجوی کارشناسی ارشد، استادیار و دانشیار مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه
*نویسنده مسئول: (Email: behmanesh@urmia.ac.ir)

مطالعه کردند. در این تحقیق مدل AR به عنوان مدل برتر انتخاب گردید. خلیلی و همکاران (۱۲) با استفاده از مدل $ARMA(1,2)$ جریان رودخانه شهرچای ارومیه را در دوره آماری ۲۶ ساله بررسی کرده و دبی ماهانه جریان رودخانه را به مدت ۲ سال تولید کردند. آزاد طلاتپه و همکاران (۳) تبخیر-تعرق پتانسیل ایستگاه سینوپتیک ارومیه را با استفاده از مدل $AR(11)$ مدل سازی نمودند و سپس با این مدل برای ۵ سال آتی پیش بینی صورت گرفت.

رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک مختلف در بسیاری از نقاط جهان مورد بررسی قرار گرفته است. سالاس و همکاران (۲۴) با در نظر گرفتن یک سیستم رودخانه که دارای بارش، تبخیر، رواناب سطحی، تغذیه آب زیرزمینی، جریان رودخانه (دبی) و نفوذ به سفره آب زیرزمینی در مقیاس سالانه رابطه‌ای بین اجزای بیلان و مدل $ARMA(1,1)$ بدست آورد و نشان داد که در یک حوضه آبریز فرآیند کلی دبی جریان رودخانه از مدل $ARMA(1,1)$ تبعیت می کند. این رابطه به سادگی قابل تعمیم به مقیاس ماهانه می باشد. بخش خود همبسته و حافظه دار این مدل ناشی از ذوب برف و تغذیه آب زیرزمینی است و ضریب رواناب (به عنوان تبدیلگر بارش به رواناب) در قسمت میانگین متحرک مدل در گام زمانی t خود را نشان داد. ترکیبی از عوامل پیچیده نظیر ضرایب بارش، نفوذ، تبخیر و تغذیه در بخش میانگین متحرک با گام زمانی $t-1$ در معادله ظاهر شده اند. وانگ و همکاران (۲۷) گزارش کردند نوسانات موجود در سری جریان رودخانه ناشی از تغییرات فصلی، نوسانات دما (به عنوان مهم ترین عامل موثر بر ذوب برف)، تبخیر و بارش است. در این تحقیق بخش میانگین سری زمانی با مدل سری زمانی خطی و بخش واریانس سری زمانی با یک مدل ترکیبی از مدل $ARMA$ و مدل $ARCH$ مدل سازی گردید. ولی اثر مدل های بارش، تبخیر و دما بر مدل جریان رودخانه دیده نشد. میلر (۱۹) مشاهده کرد که سری باقیمانده مدل $AR(4)$ برازش داده شده بر سری روزانه جریان رودخانه رفتار تصادفی دارد ولی سری مربعات باقیمانده ها از رفتار دوخطی تبعیت می کند. پس از در نظر گرفتن مدل بارش، سری باقیمانده ها و سری مربعات باقیمانده ها رفتار تصادفی نشان داد. در نتیجه بارش به عنوان عامل غیرخطی در مدل جریان رودخانه معرفی گردید. در این تحقیق تاثیر فرآیندهای هیدرولوژیک دیگر مانند تبخیر در نظر گرفته نشد.

تاکنون مدل های برازشی بر روی سری های زمانی جریان رودخانه، بارش و تبخیر به صورت جداگانه انجام گرفته است که بیش تر این مطالعات بر روی فرآیند جریان رودخانه و بارش بوده است. در حالی که برای کسب دید جامع از شرایط هیدرولوژیک منطقه سه فرآیند ذکر شده باید به موازات هم دیگر مدل سازی شوند. از طرفی بررسی رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک بیش تر با توجه به روند آن ها و با منظور بررسی رابطه بین روند آن ها با پدیده تغییر اقلیم مورد توجه بوده و به رابطه مدل فرآیندها توجه نشده است. هدف از این تحقیق بررسی

هیدرولوژیک و تصمیمات بهره برداری از منابع آب، بر پایه پیش بینی و تحلیل سری های زمانی می باشد. بررسی رابطه بین فرآیندهای مختلف نظیر بارش، تبخیر و جریان رودخانه کمک شایانی به درک فرآیندهای پیچیده هیدرولوژیک می کند و موجب افزایش دقت مدل سازی می گردد.

رابطه روند فرآیندهای مختلف هیدرولوژیک و اقلیمی مانند بارش، تبخیر، جریان رودخانه و دما در سراسر جهان بررسی شده است. بیرسان و همکاران (۵) روند جریان رودخانه های ۶۰ حوضه رومانی را در دوره های آماری ۳۰، ۴۰ و ۵۰ ساله مورد بررسی قرار داده و به روابطی بین روند جریان رودخانه با تغییرات بارش و درجه حرارت و خصوصیات فیزیکی حوضه دست یافتند. برن و النور (۶) روند جریان رودخانه های کانادا را مورد آزمون و تحلیل قرار دادند. نامبردگان با استفاده از متغیرهای هیدرولوژیک موثر در چرخه آبی برای ۲۴۸ حوضه از رودخانه های کانادا رابطه بین این متغیرها را با جریان رودخانه مورد بررسی قرار دادند. ژو و همکاران (۲۹) روند تغییرات عوامل مختلف هواشناسی و هیدرولوژیک نظیر بارش، رواناب و درجه حرارت را در بزرگ ترین حوضه رودخانه تاریم^۱ چین مورد بررسی قرار داده و نتایج این تحقیق نشان داد که بررسی ارتباط روند تغییرات فرآیندهای هواشناسی و هیدرولوژیک می تواند در مدیریت منابع آب حوضه و ایجاد تعادل پایدار در سیستم رودخانه کمک موثری داشته باشد. مروج و همکاران (۲۱) روند دمای ایستگاه سینوپتیک ارومیه واقع در حوضه شهرچای را مطالعه کردند. نتایج نشان داد که روند دمای هوا در این حوضه در حال افزایش است. میرعباسی و دین پزوه (۲۰) روند رودخانه های ۱۶ ایستگاه هیدرومتری واقع در شمالغرب ایران را در سه مقیاس سالانه، فصلی و ماهانه با استفاده از آزمون من-کندال مورد مطالعه قرار دادند. احمدی و همکاران (۱) روند جریان سالانه تعدادی از رودخانه های حوضه دریاچه ارومیه را با استفاده از آزمون من-کندال مورد بررسی قرار دادند. هم چنین جهت تعیین زمان تغییر روند آبدی رودخانه های دارای روند معنی دار، از آزمون من-کندال دنباله ای استفاده گردید.

در منطقه مورد مطالعه تحقیقات متنوعی در باره مدل سازی سری های زمانی فرآیندهای مختلف هیدرولوژیک صورت پذیرفته است. خلیلی (۱۰) دبی متوسط ماهانه رودخانه شهرچای ارومیه را با استفاده از مدل های خودهمبسته (AR)، میانگین متحرک (MA)، میانگین متحرک خودهمبسته (ARMA) و میانگین متحرک خودهمبسته تجمعی (ARIMA) مدل سازی کرده و وضعیت خشکی در آینده را با استفاده از آمار تولید شده مورد بررسی قرار داد. خلیلی و حصاری (۱۱) روند خشکسالی هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه را در دوره آماری ۳۳ ساله با استفاده از مدل سازی سری های زمانی

متفاوت از سه حوضه‌ی دیگر است و اقلیمی سردتر و مرطوب‌تر دارد. در شکل ۱ رودخانه‌های شاخص شمالغرب ایران به همراه موقعیت دریاچه ارومیه و حوضه‌های غربی آن نشان داده شده است. در این تحقیق از داده‌های ایستگاه‌های باران سنج، تبخیر سنجی و هیدرومتری واقع در ۴ حوضه زولاچای (A)، نازلوچای (B)، شهرچای (C) و باراندوزچای (D) در دوره آماری ۱۳۶۱ تا ۱۳۸۹ به صورت ماهانه استفاده شده است. در این حوضه‌ها از ۸۵ درصد ابتدایی داده‌ها (۱۳۶۱ تا ۱۳۸۴) برای تخمین پارامترها و از ۱۵ درصد داده‌های انتهایی دوره (۱۳۸۵ تا ۱۳۸۹) جهت صحت‌سنجی مدل استفاده شد. دوره‌ی آماری مورد استفاده برای حوضه شهرچای از ۱۳۶۱ تا ۱۳۸۲ در نظر گرفته شده است. زیرا بعد از سال ۱۳۸۲ پارامترهای تبخیر و دبی در این حوضه ثبت نشده‌اند. در این حوضه از ۸۲ درصد ابتدایی داده‌ها (۱۳۶۱ تا ۱۳۷۸) برای تخمین پارامترها و از ۱۸ درصد داده‌های انتهایی دوره (۱۳۷۹ تا ۱۳۸۲) جهت صحت‌سنجی مدل استفاده شد. جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده را ارائه می‌کند.

رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک و نحوه تاثیر آن‌ها بر مدل‌های انتخابی یک دیگر است. همچنین با در نظر گرفتن رابطه بین روند این پارامترها نحوه تاثیر آن‌ها بر یکدیگر نیز مورد بحث قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

استان آذربایجان غربی در شمال غرب ایران بین ۳۵ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۴۶ دقیقه عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۳ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۲۳ دقیقه طول شرقی قرار دارد. مساحت این استان با احتساب دریاچه ارومیه ۴۳۶۶۰ کیلومتر مربع است. عمده تراکم جمعیت این استان و شهر ارومیه، که به عنوان پر جمعیت‌ترین شهر این استان و مرکز کشاورزی و صنایع غذایی منطقه مطرح است در منطقه غرب دریاچه ارومیه قرار گرفته است. رودخانه‌های زولاچای، نازلوچای، شهرچای و باراندوزچای در این منطقه قرار گرفته‌اند و به دریاچه ارومیه منتهی می‌شوند. از نظر اقلیمی حوضه‌ی باراندوزچای

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده

Table 1- Information of the selected stations

ارتفاع altitude	عرض latitude	طول longitude	نوع ایستگاه type	نام ایستگاه name	حوضه آبریز basin	ردیف row
1600	38° 05'	44° 36'	کلیماتولوژی Climatologic	چهریق علیا Chehrigholia	A	1
1600	38° 05'	44° 36'	باران سنجی Rain gage	چهریق علیا Chehrigholia	A	2
1600	38° 05'	44° 36'	هیدرومتری Hydrometric	چهریق علیا Chehrigholia	A	3
1525	37° 26'	44° 52'	کلیماتولوژی Climatologic	میرآباد Mirabad	B	4
1525	37° 26'	44° 52'	باران سنجی Rain gage	میرآباد Mirabad	B	5
1525	37° 26'	44° 52'	هیدرومتری Hydrometric	میرآباد Mirabad	B	6
1290	37° 43'	45° 08'	کلیماتولوژی Climatologic	آباجالو Abajalo	C	7
1450	37° 40'	44° 54'	باران سنجی Rain gage	تپیک Tapik	C	8
1450	37° 40'	44° 54'	هیدرومتری Hydrometric	تپیک Tapik	C	9
1380	37° 21'	45° 09'	کلیماتولوژی Climatologic	قاسملو Ghasemloo	D	10
1320	37° 23'	45° 04'	باران سنجی Rain gage	دیزج Dizaj	D	11
1320	37° 23'	45° 04'	هیدرومتری Hydrometric	دیزج Dizaj	D	12

مدلسازی سری‌های زمانی

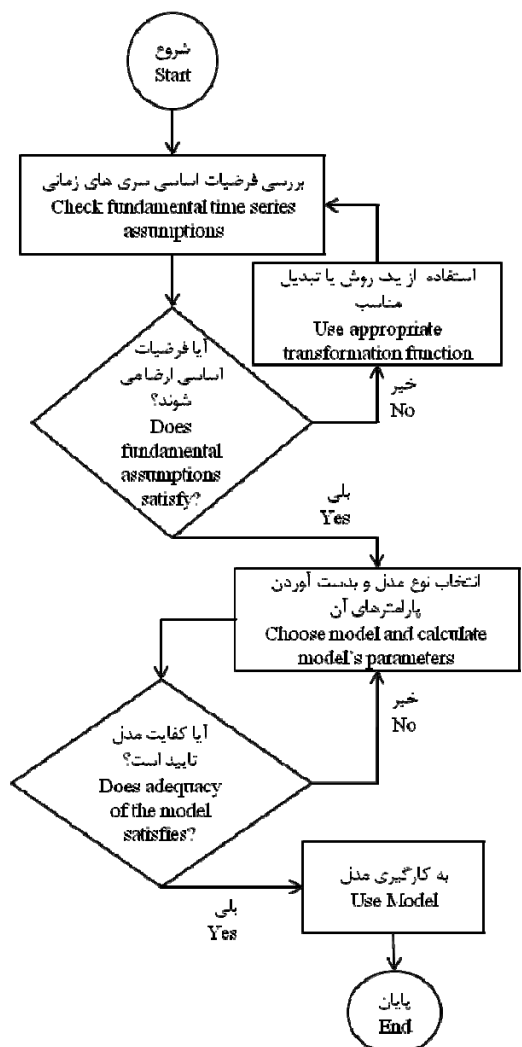
روندنمای ساده شده مدل‌سازی با استفاده از مدل سری‌های زمانی در شکل ۲ نشان داده شده است. فرضیات اساسی مدل سری‌های زمانی شامل همگنی، ایستایی و نرمال بودن داده‌ها می‌باشد. این فرضیات بنا به دلایل مختلف در سری‌های زمانی طبیعی اتفاق نمی‌افتد. لذا ابتدا باید صحت این فرضیات بررسی و در صورت ارضا نشدن، به وسیله روش‌هایی آن‌ها را ایجاد نمود. در این تحقیق از آزمون چولگی جهت بررسی نرمال بودن داده‌ها استفاده شد و در صورت عدم نرمال بودن با استفاده از رابطه (۱) داده‌ها به سری نرمال تبدیل شدند.

$$y_t = Ln(x_t + a) \tag{1}$$

که در آن، y_t مقادیر تبدیل شده به نرمال؛ x_t مقادیر مشاهداتی و a

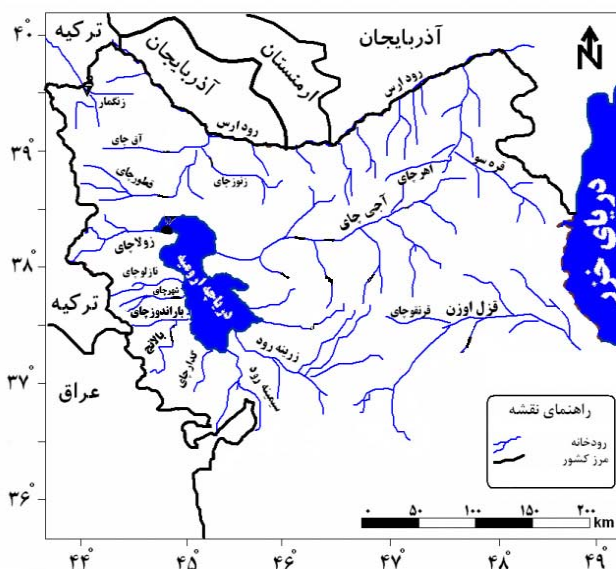
پارامتر تبدیل است و به گونه ای انتخاب می‌شود که سری تبدیل شده به توزیع نرمال نزدیک‌تر باشد.

به منظور بررسی وجود روند از آزمون من-کندال استفاده شد. در صورت وجود روند و تناوب در داده‌ها، این عوامل با استفاده از روش استانداردسازی فصلی که توسط سالاس و همکاران (۲۴) پیشنهاد شده است، از داده‌ها حذف شدند. در این روش داده‌ها با توجه به میانگین و انحراف معیار ماهانه استاندارد می‌شوند. به دلیل اینکه وجود روند و تناوب در داده‌ها باعث نایستایی در سری‌های زمانی می‌شود، هدف از حذف این عوامل رسیدن به سری ایستا جهت مدل‌سازی به روش مدل سری‌های زمانی بوده است. همچنین هدف از تحلیل روند، بررسی رابطه احتمالی بین روند فرآیندهای هیدرولوژیک در هر حوضه بوده است.



شکل ۲- روند نمای ساده شده مدل‌سازی با استفاده از مدل سری‌های زمانی

Figure 2-Time series modeling flow chart



شکل ۱- رودخانه‌های شاخص شمالغرب ایران

Figure 1- Most important rivers in north-western part of Iran

آماره آزمون ADF با \hat{t} نمایش داده می‌شود و از رابطه زیر برآورد گردید (۲۸):

$$\hat{t} = \frac{\hat{\rho} - 1}{\hat{\sigma}_{\hat{\rho}}} \quad (۴)$$

که در آن $\hat{\sigma}_{\hat{\rho}}$ انحراف استاندارد OLS برای پارامتر $\hat{\rho}$ بوده که از رابطه

$$\hat{\sigma}_{\hat{\rho}} = S_e \left(\sum_{t=2}^n x_{t-1}^2 \right)^{-1/2}$$

محاسبه شد. مقدار S_e نیز از

$$S_e = \frac{1}{n-2} \sum_{t=2}^n (x_t - \hat{\rho} x_{t-1})^2$$

رابطه بدست آمد. دیکی و فولر (۷) یک توزیع محدود را برای آماره آزمون ADF در نظر گرفتند. فرض صفر (H_0) مبنی بر نا ایستایی پذیرفته می‌شد اگر مقدار آماره t محاسبه شده بزرگتر از مقادیر بحرانی در سطح معنی داری α باشد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و فرض مخالف یا (H_1) (ایستایی سری) تایید می‌شد. مقادیر بحرانی آزمون ADF در سطوح معنی داری ۱، ۵ و ۱۰ درصد به ترتیب برابر با -۳/۴۴، -۲/۸۶ و -۲/۵۷ (۷) است.

آزمون ایستایی KPSS

این آزمون توسط کوویاتکوفسکی و همکاران (۱۵) ارائه گردید که ایستایی حول یک روند معین و ایستایی حول یک سطح ثابت را آزمون می‌کند. سری زمانی y_t را که در آن $t = 1, 2, \dots, T$ است را در نظر بگیرید. فرض می‌شود بتوان این سری را به مولفه‌های همبسته، روند و یک خطای ایستایی با در نظر گرفتن مدل رگرسیونی زیر تجزیه نمود.

$$y_t = r_t + \beta_t + e_t \quad (۵)$$

که در آن $r_t = r_{t-1} + u_t$ به صورت رندوم واک^۷، β_t روند معین و e_t خطای ایستایی باشد. در این آزمون اگر سری y_t دارای یک روند باشد، سری‌ها حول یک روند معین ایستا بوده و فرض صفر به صورت $\beta = 0$ خواهد بود. در حالت دیگر ایستایی، ایستایی حول یک سطح ثابت بوده که در این شرایط فرض صفر به صورت $\beta = 0$ خواهد بود. بنابراین در حالت ایستایی حول یک روند معین، باقیمانده‌های e_t از رگرسیون و زمان بوده و $\beta = 0$ خواهد بود در حالی که در ایستایی حول یک سطح ثابت، باقیمانده‌های e_t به صورت $\beta = y - \bar{y}$ بدست می‌آید. اگر مجموع e_t را با S نشان داده شود:

آزمون روند من-کندال

کندال (۹) متغیر τ را جهت اندازه‌گیری رابطه بین x و y ارائه کرد و من (۱۸) با استفاده از آزمون کندال یکی از متغیرها را زمان در نظر گرفت تا روند را مورد آزمون قرار دهد. این آزمون یک روش غیرپارامتری براساس رتبه می‌باشد. آزمون فرض صفر (H_0) در آن بدین معنی است که مشاهدات نمونه مستقل از هم بوده و با متغیرهای تصادفی توزیع شده و در نتیجه روند وجود ندارد. محاسبات مربوط به روند با استفاده از نرم افزار Kendall.exe که توسط USGS^۱ در سال ۲۰۰۶ ارائه شده است انجام شد.^۲

بررسی ایستایی سری‌های زمانی

ایستایی سری تبدیل و استاندارد شده توسط آزمون‌های ADF^۳ و KPSS^۴ مورد آزمون قرار گرفت و پس از تایید ایستایی سری توسط این دو آزمون مدل‌سازی صورت پذیرفت. محاسبات مربوط به دو آزمون فوق توسط نرم افزار E-views^۵ انجام شد.

آزمون ADF

آزمون ریشه واحد ADF در ابتدا توسط دیکی و فولر (۷) ارائه و سپس توسط سید و دیکی (۲۶) اصلاح گردید. آزمون ریشه واحد دیکی فولر از طریق تخمین حداقل مربعات رایج OLS^۶ یا مدل‌های رگرسیونی با وجود یک روند خطی بوجود آمده است. مدل AR(1) که یک مدل خودهمبسته با تأخیر یک می‌باشد عبارت است از:

$$x_t = \rho \cdot x_{t-1} + \varepsilon_t \quad (۲)$$

که در آن n تعداد مشاهدات، ε_t سری تصادفی نرمال استاندارد و مستقل با میانگین صفر و واریانس σ^2 و ρ پارامتر مدل AR(1) می‌باشد. ابتدا مقدار پارامتر مدل (P) تخمین زده می‌شود. در صورتی که $|\rho| < 1$ باشد، سری $\{x_t\}$ ایستا بوده و در غیر این صورت سری نایستاست. در این مطالعه، با استفاده از روش حداکثر درست نمایی مقدار $\hat{\rho}$ به شرح زیر برآورد گردید (۲۸).

$$\hat{\rho} = \left(\sum_{t=2}^n x_{t-1}^2 \right)^{-1} \times \sum_{t=2}^n x_t \cdot x_{t-1} \quad (۳)$$

- 1- U.S Geological Survey
- 2- <http://pubs.usgs.gov/sir/2005/5275/downloads/>
- 3- Augmented Dickey - Fuller
- 4- Kwiatkowski Phillips Schmidt Shin Test
- 5- <http://www.eviews.com>
- 6- Ordinary Least Square

تعیین مرتبه مدل

برای تعیین مرتبه مدل‌های ARMA از روش AICC (تست آکایکه اصلاح شده) استفاده شده است. آماره آن به شرح رابطه (۱۰) قابل محاسبه است (۲۴).

$$JCC(p, q) = n \ln(\hat{\sigma}_\varepsilon^2) + \frac{2(p+q+1)n}{(n-p-q-2)} \quad (10)$$

که در آن، n تعداد داده‌ها، p مرتبه مدل در بخش خود همبسته، q مرتبه مدل در بخش میانگین متحرک و $\hat{\sigma}_\varepsilon^2$ واریانس مانده‌ها یا خطاها می‌باشد که از رابطه ۱۱ دست می‌آید.

$$\hat{\sigma}_\varepsilon^2 = \frac{s^2(1-\hat{\phi}_1^2)}{(1-2\hat{\phi}_1\hat{\theta}_1+\hat{\theta}_1^2)} \quad (11)$$

این روش با استفاده از آزمون و خطا بوده و هر مدلی که در بین مدل‌های کاندیدا مقدار AICC کم‌تری داشته باشد، برآزش بهتری داشته و به عنوان بهترین مدل انتخاب می‌گردد. در این تحقیق محاسبات بدست آوردن ضرایب مدل‌های مذکور، مرتبه مدل و ضریب آکایکه در نرم افزار ITSM2000 انجام گردید.

آزمون نکویی برازش مدل‌های خطی سری زمانی

با توجه به اینکه روش پورت ماننتو با ارائه مقادیر کمی در تشخیص نکویی برازش می‌تواند بسیار سودمند باشد (۶، ۷ و ۸)، در مطالعه حاضر از این روش استفاده گردید. بدین منظور ابتدا سری باقیمانده مدل به دست آمده و برای تاخیر مشخص ضرایب خودهمبستگی سری محاسبه گردید. سپس با استفاده از رابطه ۱۲ آماره پورت ماننتو (Q) محاسبه شد.

$$Q = n \sum_{k=1}^L r_k^2 \quad (12)$$

که در آن، n تعداد داده، L حداکثر تاخیر در نظر گرفته شده، r_k ضریب همبستگی در تاخیر k ام و ε_t سری باقیمانده مدل می‌باشد. در صورتی که $Q \leq x^2(L-p-q)$ با درجه آزادی $(L-p-q)$ باشد، آزمون مورد قبول بوده و سری باقیمانده‌های مدل مستقل از هم تلقی می‌شود و بنابراین مدل کفایت لازم را برای پیش‌بینی دارد. مقادیر P و q نیز مرتبه مدل برازشی می‌باشند (۲۴).

نتایج

حوضه زولاچای

روند بارش، تبخیر و جریان رودخانه، به تفکیک هر ماه در جدول ۲ ذکر شده است. در این جدول علامت مثبت و منفی به ترتیب نشان

$$s = \sum_{j=1}^T \varepsilon_j \quad (6)$$

می‌توان واریانس تخمینی را با استفاده از باقیمانده‌ها به صورت زیر بدست آورد.

$$\hat{\sigma}^2(p) = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T \varepsilon_t^2 + \frac{2}{T} \sum_{j=1}^p w_j(p) \cdot \sum_{t=j+1}^T \varepsilon_t \cdot \varepsilon_{t-1} \quad (7)$$

که در آن P مقدار تاخیر و $w_j(p)$ تابع وزنی مولفه ای بوده که بارتلت (۴) به صورت $w_j(p) = 1 - \frac{j}{p+1}$ تعریف کرده است. نهایتاً آزمون آماره به شرح رابطه ۸ خواهد بود.

$$KPSS = \frac{1}{T^2} \sum_{t=1}^T \frac{S_t^2}{\hat{\sigma}^2(p)} \quad (9)$$

در آزمون KPSS برخلاف دیگر آزمون‌های ایستایی فرض صفر به صورت $H_0 = \rho < 1$ می‌باشد که در این شرایط سری ایستاست. مقدار حدی و محاسبات آماری این روش توسط کوویاتکوفسکی و همکاران (۱۵) ارائه گردیده است. مقادیر بحرانی در روش KPSS حول سطح ثابت برای سطح معنی‌داری ۱ درصد معادل ۰/۷۳۹، ۵ درصد معادل ۰/۴۶۳ و ۱۰ درصد معادل ۰/۳۴۷ و حول روند معین برای سطح معنی‌داری ۱ درصد معادل ۰/۲۱۶، ۵ درصد معادل ۰/۱۴۶ و ۱۰ درصد معادل ۰/۱۱۹ می‌باشد.

مدل‌های خطی ARMA

پس از حذف عواملی که موجب ناپیوستگی در سری هستند و اطمینان از ایستایی سری‌های تبدیل شده با آزمون‌های ایستایی، نسبت به مدل‌سازی سری‌های زمانی مبادرت ورزیده شد. فرم کلی معادله خود همبسته میانگین متحرک به صورت رابطه (۹) قابل بیان است.

$$Z_t = \phi_1 Z_{t-1} + \phi_2 Z_{t-2} + \dots + \phi_p Z_{t-p} + \varepsilon_t - \theta_1 \varepsilon_{t-1} - \theta_2 \varepsilon_{t-2} - \dots - \theta_q \varepsilon_{t-q} \quad (9)$$

که در آن، Z_t سری نرمال استاندارد شده، ϕ ضرایب مدل خودهمبسته، ε_t سری تصادفی مدل و P نشان دهنده مرتبه مدل خودهمبسته می‌باشد. θ ضرایب مدل میانگین متحرک و q مرتبه مدل میانگین متحرک و با در نظر گرفتن q برابر صفر مدل خود همبسته به دست می‌آید. در این تحقیق مطابق روندنمای ارائه شده در شکل ۲، مدل ARMA با رسته‌های مختلف مد نظر قرار گرفته شد. و مرتبه مدل برای هر پارامتر توسط روش آکایکه اصلاح شده (۲۴) (به عنوان معیار انتخاب مدل) به دست آمد. سپس کفایت مدل‌ها توسط آزمون پورت ماننتو (۲۵) بررسی شد. و در نهایت، مدل تایید شده توسط این آزمون، جهت تحلیل رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک مورد استفاده قرار گرفت.

حال کاهش است. ولی بیشترین کاهش مربوط به دبی زمستانه می‌باشد. کاهش دبی رخ داده در این حوضه مستقل از دو فرآیند دیگر است. در طول دوره‌ی آماری به طور متوسط در هر سال در تیر ماه ۳ روز بارندگی رخ داده است. اگر دوره آماری ۲۸ سال را به دو نیم تقسیم کنیم متوسط تعداد روزهای بارانی در نیمه اول ۱۴ ساله اول ۲.۳ روز، و متوسط تعداد روزهای بارانی در نیمه دوم ۳.۸ روز می‌باشد. در نیمه اول ۴ سال بارندگی در تیر ماه اتفاق نیافتاده است. حال آن‌که در نیمه‌ی دوم حداقل یک روز بارانی در تیر ماه در هر سال رخ داده است. لذا به نظر می‌رسد روند افزایشی بارش در تابستان بیانگر تغییر الگوی زمانی بارش در منطقه باشد. در مقیاس سالانه در این حوضه تعداد روزهای بارانی روند افزایشی دارند درحالی‌که حداکثر بارش ۲۴ ساعته و مقدار بارش روند معنی‌داری از خود نشان نمی‌دهند.

مدل‌های برازش داده شده بر فرآیندهای مختلف هیدرولوژیک حوضه زولا چای در جدول ۳ ذکر شده است. نتایج صحت‌سنجی مدل‌های ارائه شده در جدول ۱ در شکل ۳ ارائه شده است.

در حوضه زولا چای رفتار منظم و خودهمبسته هر سه فرآیند بارش، تبخیر و دبی مشاهده شد. همبستگی بارش با یک ماه تاخیر، تبخیر با دو ماه تاخیر و دبی با چهار ماه تاخیر نشان دهنده رفتار منظم این فرآیندها و وابستگی درون سری داده‌ها با خود می‌باشد.

دهنده‌ی وجود روند افزایشی و کاهش‌ی است. و اعداد ۱، ۲ و ۳ به ترتیب بیانگر معنی‌داری آزمون در سطوح ۱۰ درصد، ۵ درصد و ۱ درصد می‌باشد. عدد ۰ به معنی عدم معنی‌داری روند در سطح ۱۰ درصد می‌باشد. و علامت + و - به ترتیب بیانگر روند افزایشی و کاهش‌ی است. به عنوان مثال تعداد روزهای بارانی اردیبهشت ماه در سطح ۱ درصد روند افزایشی دارد. ذکر این نکته ضروری است که تشت تبخیر در حوضه زولا چای در ماه‌های سرد سال یخ می‌زند به همین دلیل در این ماه‌ها آماری ثبت نشده است. باید توجه داشت که در ماه‌های مذکور تبخیر پتانسیل بسیار کم است ولی صفر نیست زیرا سطح آب‌های آزاد به دلیل حجم زیاد آب، جریان آب و ظرفیت بالای گرمایی آن یخ نمی‌زند و تبخیر اتفاق می‌افتد. به هر حال به دلیل عدم برداشت داده‌های تبخیر در این ماه‌ها روند آن را نمی‌توان بدست آورد. ستاره در جدول ۲ به دلیل عدم ثبت داده‌های تبخیر و یا صفر بودن تقریبی آن در ماه‌های مذکور است. جهت اختصار در نوشتار از توضیحات فوق در دیگر حوضه‌ها خودداری شده است.

همان‌طور که از جدول فوق مشاهده می‌شود، تبخیر و بارش فاقد روند است. تنها بارش تیر ماه در سطح ۵ درصد روند افزایشی دارد. حداکثر بارش ۲۴ ساعته و تعداد روزهای بارانی نیز در این ماه در حال افزایش هستند.

جریان رودخانه در ماه‌های مهر، دی، بهمن، فروردین و مرداد در

جدول ۲- نتایج آزمون من-کندال برای سری‌های ماهانه حوضه آبریز زولا چای

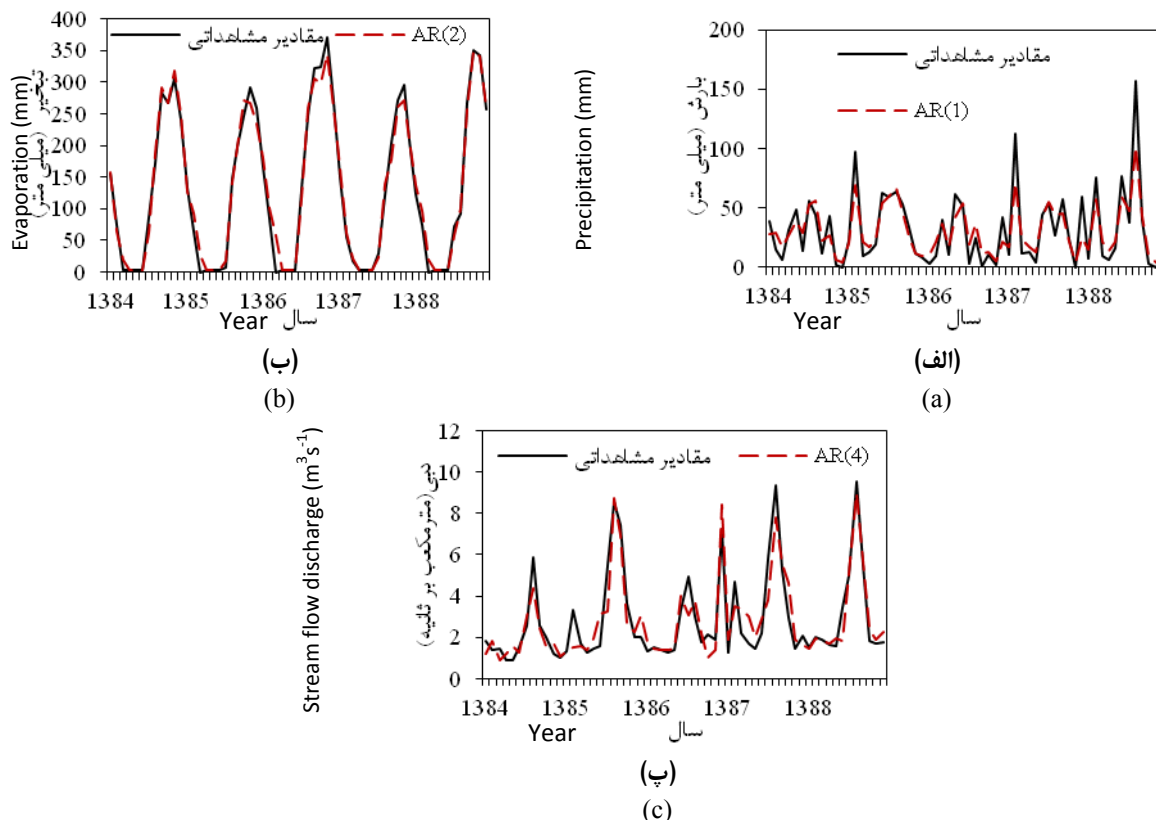
Table 2- Mann-Kendall results of monthly time series in Basin A

سالانه Annual	شهریور Sep.	مرداد Aug.	تیر Jul.	خرداد Jun.	اردیبهشت May	فروردین Apr.	اسفند Mar.	بهمن Feb.	دی Jan.	آذر Dec.	آبان Nov.	مهر Oct.	پارامتر parameter
+0	+0	-0	+2	+0	+0	+0	+0	+0	-0	-0	-0	-0	بارش (میلی متر) Precipitation (mm)
+2	+0	-0	+3	+0	+3	+0	+0	+0	+0	+0	+0	+0	تعداد روزهای بارانی Number of rainy days
+0	+0	-0	+2	+0	+0	+0	+0	+2	-0	-0	+0	-0	حداکثر بارش ۲۴ ساعته Max precipitation with duration of 24 hours (mm)
-0	-0	+0	-0	+0	-0	-0	*	*	*	*	-0	-0	تبخیر (میلی متر) Evaporation (mm)
-1	-0	-2	-1	-0	-0	-2	-0	-3	-3	-0	-0	-3	دبی (متر مکعب بر ثانیه) Stream flow discharge (m ³ s ⁻¹)

جدول ۳- مدل‌های منتخب حوضه زولا چای

Table 3- Selected model for basin A

R ²	RMSE	نتیجه آزمون پورت مانتهو portmanteau	ضریب آکایکه AIC	رابطه مدل Equation	مدل Model	فرآیند process
0.85	13.98	معنی‌دار Accepted	756.39	$Z(t) = 0.1106 Z(t-1) + e(t)$	AR(1)	بارش precipitation
0.98	15.54	معنی‌دار Accepted	684.32	$Z(t) = .3248 Z(t-1) - .1021 Z(t-2) + e(t)$	AR(2)	تبخیر evaporation
0.83	0.86	معنی‌دار Accepted	544.19	$Z(t) = .5286 Z(t-1) + .1122 Z(t-2) + .05884 Z(t-3) + .1728 Z(t-4) + e(t)$	AR(4)	دبی Stream flow



شکل ۳- نمودار مقادیر مشاهداتی و مقادیر پیش‌بینی شده حوضه زولا چای در دوره آماری ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۸.

(الف بارش ب) تبخیر پ) دبی

Figure 3- Observed vs. modeled time series in basin A (2005-2009)

(a) Precipitation, (b) Evaporation, (c) Stream flow

ولی در مقیاس سالانه به نظر می‌رسد بخشی از کاهش جریان رودخانه ناشی از کاهش بارش سالانه باشد. روند افزایشی شدید تعداد روزهای بارانی در مقابل با روند کاهشی بارش می‌تواند نشان دهنده‌ی افزایش بارش‌های ضعیف و کم تداوم در منطقه باشد. در صورتی که این بارش‌ها به صورت برف باشند این امر اثرات قابل توجهی بر منابع آب خواهد گذاشت زیرا کاهش انباشت و ذخایر برفی در منطقه را نتیجه خواهد داد.

جدول ۲ مدل‌های منتخب حوضه نازلوچای را نشان می‌دهد. نتایج صحت‌سنجی مدل‌های ارائه شده در جدول ۵ در شکل ۴ ارائه شده است.

در حوضه نازلوچای نیز مشابه حوضه زولا چای، رفتار منظم و خود همبسته هر سه فرآیند بارش، تبخیر و دبی مشاهده شد. خود همبستگی بارش و تبخیر یا یک ماه تاخیر و دبی با سه ماه تاخیر نشان دهنده رفتار منظم این پارامترها و وابستگی درون سری داده‌ها با خود می‌باشد. قوی‌ترین خود همبستگی بین داده‌های دبی با یک ماه قبل از خود مشاهده می‌شود پس از آن تبخیر و در نهایت بارش از خود همبستگی ضعیف‌تری نسبت به دو فرآیند دیگر برخوردار است.

قوی‌ترین همبستگی بین داده‌های دبی جریان با یک ماه قبل از خود مشاهده می‌شود پس از آن تبخیر و در نهایت بارش از خود همبستگی ضعیف‌تری نسبت به دو فرآیند دیگر برخوردار است که مطابق با انتظار می‌باشد. عمده عامل موثر بر رفتار میانگین متحرک (تصادفی) دبی رودخانه، بارش می‌باشد که در این حوضه با توجه به رفتار منظم و خود همبسته بارش مولفه میانگین متحرک از مدل دبی نیز حذف گردیده است.

حوضه نازلوچای

نتایج بررسی روند فرآیندهای مختلف هیدرولوژیک در حوضه نازلوچای در جدول ۴ ارائه شده است

تبخیر ماه‌های آبان و تیر روند کاهشی ضعیف نشان می‌دهد ولی مابقی ماه‌های سال بدون روند هستند. روند بارش مهر، آذر و فروردین ماه کاهشی است این کاهش در بارش سالانه نیز مشاهده می‌شود. در حالیکه تعداد روزهای بارانی در روند افزایشی و حداکثر بارش ۲۴ ساعته روند کاهشی نشان می‌دهد. دبی پاییزه و زمستانه روندی کاهشی نشان می‌دهد ولی این روند در دیگر ایام سال قابل مشاهده نیست. رابطه‌ای بین پارامترهای مختلف در مقیاس ماهانه وجود ندارد

حوضه شهرچای

روند بارش، تبخیر و دبی همراه به صورت جداگانه با استفاده از آزمون من-کندال مورد بررسی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۶ ارائه گردیده است.

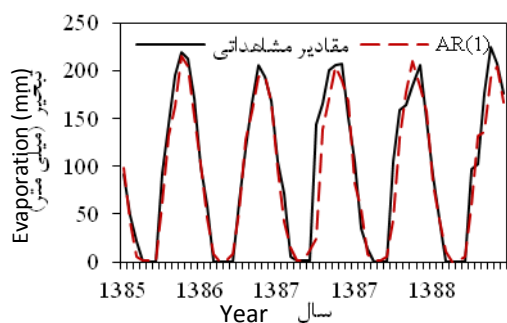
تبخیر در تمامی ماهها در حال افزایش است. شدت این افزایش در فصل بهار کمتر از دیگر فصول سال می‌باشد. بارش دی ماه روند افزایشی ضعیفی را نشان می‌دهد در مابقی ایام سال بارش فاقد روند

معنی‌دار می‌باشد. تعداد روزهای بارانی اسفند ماه روند کاهشی دارند. حداکثر بارش ۲۴ ساعته سالانه نیز روند کاهشی از خود نشان می‌دهد. دبی شهریور ماه و پاییزه کاهشی است ولی در مجموع دبی سالانه رودخانه شهرچای فاقد روند است. در این حوضه رابطه معنی‌داری بین پارامترها وجود ندارد. کاهش حداکثر بارش سالانه ممکن است نشان دهنده ملایم شدن رژیم بارش داشته باشد.

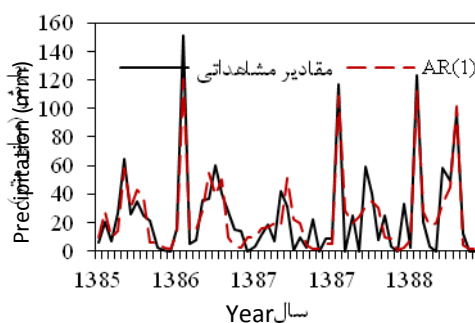
جدول ۴- نتایج آزمون من-کندال برای سری‌های ماهانه حوضه آبریز نازلوچای

Table 4- Mann-Kendall results of monthly time series in Basin B

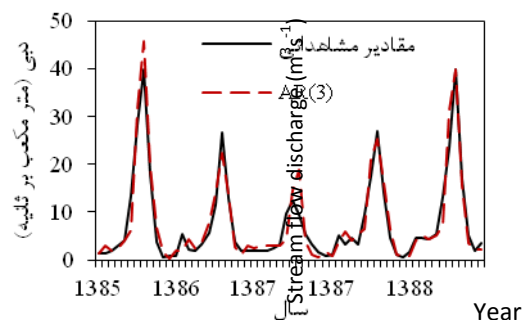
سالانه	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	پارامتر
Annual	Sep.	Aug.	Jul.	Jun.	May	Apr.	Mar.	Feb.	Jan.	Dec.	Nov.	Oct.	parameter
-1	+0	+0	+0	+0	-0	-2	-0	+0	-0	-1	+0	-1	بارش (میلی متر) Precipitation (mm)
+3	+0	+0	+0	+2	+2	+1	+0	+0	+0	+0	+0	+0	تعداد روزهای بارانی Number of rainy days
-0	+0	+0	+0	+0	-0	-0	+0	+0	-1	-2	+0	-2	حداکثر بارش ۲۴ ساعته Max precipitation with duration of 24 hours (mm)
+0	+0	+0	-1	-0	-0	+0	*	*	*	*	-1	-0	تبخیر (میلی متر) Evaporation (mm)
-1	-0	+0	+0	-1	-0	-0	+0	-2	-2	-2	-1	-0	دبی (متر مکعب بر ثانیه) Stream flow discharge (m ³ s ⁻¹)



(ب)
(b)



(الف)
(a)



(پ)
(c)

شکل ۴- نمودار مقادیر مشاهداتی و مقادیر پیش‌بینی شده حوضه نازلوچای در دوره آماری ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۸ (الف بارش ب تبخیر پ دبی)

Figure 4- Observed vs. modeled time series in basin B (2005-2009)
(a) Precipitation, (b) Evaporation, (c) Stream flow

جدول ۵- مدل‌های منتخب حوضه نازلوچای

Table 5- Selected model for basin B

R ²	RMSE	نتیجه آزمون پورت مانتو portmanteau	ضریب آکایکه AICC	رابطه مدل Equation	مدل Model	فرآیند process
0.81	13.71	معنی‌دار Accepted	774.27	$Z(t) = .1006 Z(t-1) + e(t)$	AR(1)	بارش precipitation
0.96	16.64	معنی‌دار Accepted	742.07	$Z(t) = .4507 Z(t-1) + e(t)$	AR(1)	تبخیر evaporation
0.92	2.74	معنی‌دار Accepted	467.52	$Z(t) = .8083 Z(t-1) - .07895 Z(t-2) + .1376 Z(t-3) + e(t)$	AR(3)	دبی Stream flow

جدول ۶- نتایج آزمون من-کندال برای سری‌های ماهانه حوضه آبریز شهرچای

Table 6- Mann-Kendall results of monthly time series in Basin C

سالانه Annual	شهریور Sep.	مرداد Aug.	تیر Jul.	خرداد Jun.	اردیبهشت May	فروردین Apr.	اسفند Mar.	بهمن Feb.	دی Jan.	آذر Dec.	آبان Nov.	مهر Oct.	پارامتر parameter
-0	+0	+0	+0	+0	-0	+0	-0	+0	+1	-0	+0	-0	بارش (میلی متر) Precipitation (mm)
-0	-0	-0	-0	+0	-0	+0	-2	+0	+0	-0	-0	-0	تعداد روزهای بارانی Number of rainy days
-2	-0	-0	+0	-0	-0	-0	-0	-0	+0	-0	-0	-1	حداکثر بارش ۲۴ ساعته Max precipitation with duration of 24 hours (mm)
+3	+3	+3	+3	+3	+1	-1	+1	*	*	*	+3	+3	تبخیر (میلی متر) Evaporation (mm)
-0	-1	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-0	-3	-2	-2	دبی (متر مکعب بر ثانیه) Stream flow discharge (m ³ s ⁻¹)

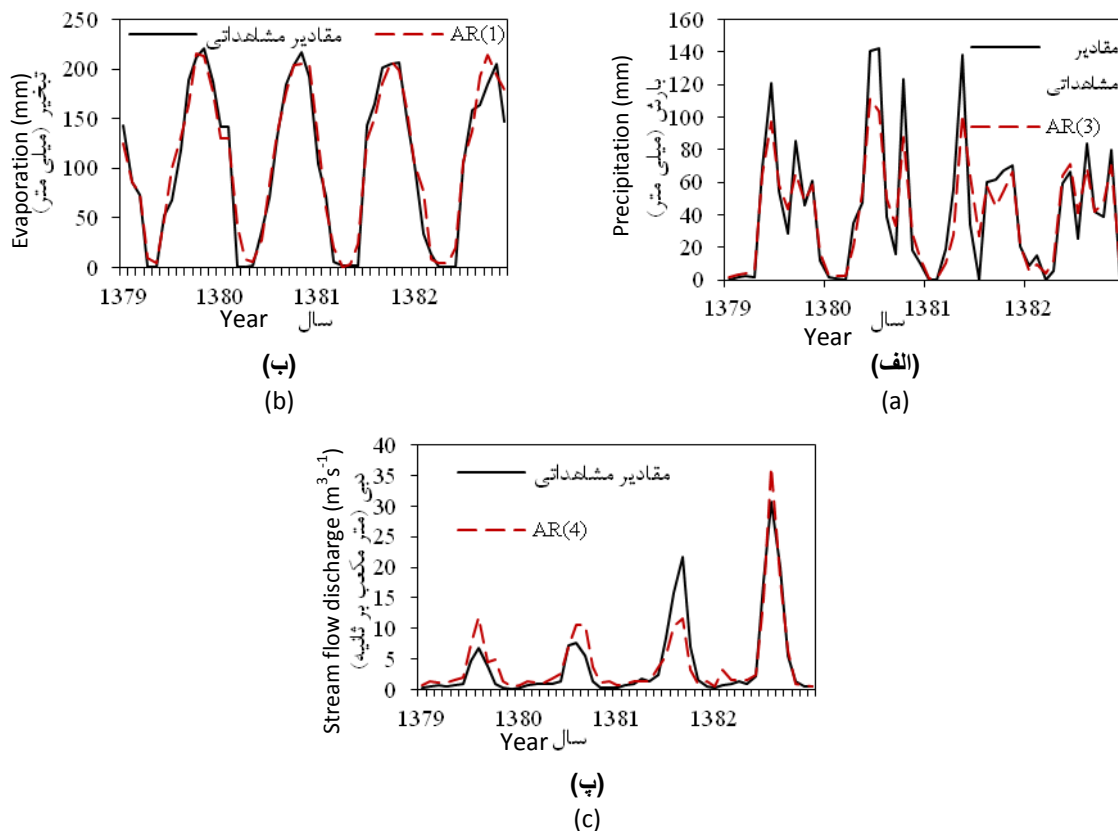
تبخیر در حوضه می‌باشد. به دلیل رابطه مستقیم دما و تبخیر روند افزایشی هر دو پارامتر در حوضه توجیه پذیر است. افزایش دما منجر به افزایش جریان‌های زمستانه و کاهش جریان‌های بهاره می‌شود. زیرا افزایش دما سبب می‌شود که ریزش‌های جوی بیشتری به شکل باران اتفاق افتد. این امر منجر به کاهش ذخایر برفی حوضه در نتیجه تغییر رژیم جریان و ایجاد روند کاهشی در دبی رودخانه می‌شود. هم‌چنین افزایش دما سبب افزایش تبخیر و مصرف آب در حوضه می‌گردد. مدل‌های منتخب حوضه شهرچای در جدول ۷ ارائه شده‌اند. نتایج صحت سنجی آنها نیز در شکل ۵ به نمایش درآمد. از نکات قابل توجه در حوضه شهرچای، رفتار منظم بارش در این حوضه است.

خلیلی و همکاران (۱۳) روند جریان رودخانه شهرچای را در ایستگاه میرآباد بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان دهنده روند کاهشی دبی جریان در ماه‌های مهر، آذر و شهریور طی سال‌های ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۲ و عدم وجود روند معنی‌دار در مقیاس سالانه است. نتایج به‌دست آمده در این تحقیق نیز مشابه تحقیق نامبردگان است. روند کاهشی آبان ماه طی سال‌های ۱۳۶۱ تا ۱۳۸۲ مشاهده شده، ولی این روند در بازه زمانی زمانی ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۲ وجود ندارد. مروج و همکاران (۲۱) روند دمای ایستگاه سینوپتیک ارومیه واقع در حوضه شهرچای را مطالعه کردند. نتایج نشان داد که روند دمای هوا در این حوضه در حال افزایش است. نتایج این تحقیق نیز بیانگر افزایش

جدول ۷- مدل‌های منتخب حوضه شهرچای

Table 7. Selected model for basin C

R ²	RMSE	نتیجه آزمون پورت مانتو portmanteau	ضریب آکایکه AICC	رابطه مدل Equation	مدل Model	فرآیند process
0.88	16.10	معنی‌دار Accepted	678.25	$Z(t) = .03018 Z(t-1) + .1739 Z(t-2) + .1680 Z(t-3) + e(t)$	AR(3)	بارش precipitation
0.95	17.88	معنی‌دار Accepted	726.35	$Z(t) = .4415 Z(t-1) + e(t)$	AR(1)	تبخیر evaporation
0.86	2.34	معنی‌دار Accepted	411.47	$Z(t) = .6763 Z(t-1) - .1297 Z(t-2) + .1078 Z(t-3) + .09539 Z(t-4) + e(t)$	AR(4)	دبی Stream flow



شکل ۵- نمودار مقادیر مشاهداتی و مقادیر پیش‌بینی شده حوضه شهر چای در دوره آماری ۱۳۷۹ تا ۱۳۸۲ (الف بارش ب تبخیر پ دبی)

Figure 5- Observed vs. modeled time series in basin C (2000-2004) (a) Precipitation, (b) Evaporation, (c) Stream flow

ضعیف‌تری برخوردارند.

رفتار منظم و خودهمبسته هر سه فرآیند بارش، تبخیر و دبی جریان در حوضه شهرچای نیز همانند حوضه‌های نازلوچای و شهرچای مشاهده شد. همبستگی بارش با سه ماه تاخیر، تبخیر با یک ماه تاخیر و دبی با چهار ماه تاخیر نشان دهنده رفتار منظم این فرآیندها و وابستگی درونی سری داده‌ها با خود می‌باشد. قوی‌ترین خود همبستگی بین داده‌های دبی جریان با یک ماه قبل از خود مشاهده می‌شود پس از آن تبخیر و بارش از خود همبستگی

حوضه باراندوزچای

نتایج آزمون من-کندال در حوضه باراندوزچای در جدول ۸ ارائه شده است.

جدول ۸- نتایج آزمون من-کندال برای سری‌های ماهانه حوضه آبریز باراندوزچای

Table 8- Mann-Kendall results of monthly time series in Basin D

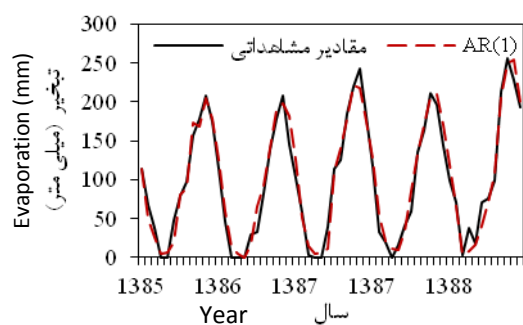
سالانه Annual	شهریور Sep.	مرداد Aug.	تیر Jul.	خرداد Jun.	اردیبهشت May	فروردین Apr.	اسفند Mar.	بهمن Feb.	دی Jan.	آذر Dec.	آبان Nov.	مهر Oct.	پارامتر parameter
-0	+0	-0	-0	-0	-0	+0	+0	+0	+0	-2	-0	-2	بارش (میلی متر) Precipitation (mm)
-0	-0	+0	-0	+0	-0	+0	+0	+0	-0	-2	+0	-1	تعداد روزهای بارانی Number of rainy days
-0	+0	-0	+0	-0	-0	-0	+0	+0	-2	+0	+0	-2	حداکثر بارش ۲۴ ساعته Max precipitation with duration of 24 hours (mm)
-3	-2	-2	-3	-2	-3	-2	*	*	*	*	-0	-2	تبخیر (میلی متر) Evaporation (mm)
-2	-2	-3	-2	-2	-0	-0	+0	-2	-2	-3	-0	-2	دبی (متر مکعب بر ثانیه) Stream flow discharge (m ³ s ⁻¹)

می‌شود. روند کاهشی پاییزه مطابق با کاهش روند بارش است ولی در دیگر فصول ارتباطی بین کاهش بارش و جریان وجود ندارد. لذا می‌توان نتیجه گرفت روند کاهش جریان نشأت گرفته از کاهش بارش نیست و به پارامترهای دیگری وابسته است. که از این عوامل می‌توان به رشد فعالیت‌های کشاورزی در این حوضه اشاره کرد. که منجر به افزایش برداشت آب از این رودخانه گردیده است. روند کاهشی شدید تبخیر در این حوضه با دیگر حوضه‌های منطقه تطابق ندارد.

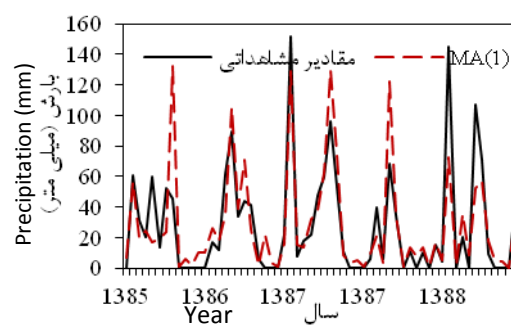
تبخیر حوضه باراندوزچای در تمامی ماه‌ها به استثناء آبان ماه روند کاهشی نشان می‌دهد. روند سالانه نیز به شدت کاهشی است. بارش نیز در ماه‌های مهر و آذر در حال کاهش است. روند کاهشی بارش در تعداد روزهای بارانی و حداکثر بارش ۲۴ ساعته نیز مشاهده می‌شود. بارش پاییزه در این حوضه روند کاهشی دارد ولی دیگر فصول سال فاقد روند هستند. جریان رودخانه در ماه‌های آبان، اسفند، فروردین و اردیبهشت فاقد روند و در دیگر ایام سال روند کاهشی مشاهده

جدول ۹- مدل‌های منتخب حوضه باراندوزچای
Table 9- Selected model for basin D

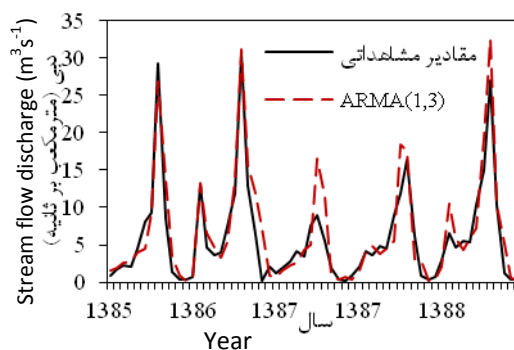
R ²	RMSE	نتیجه آزمون پورت مانتهو portmanteau	ضریب آکایکه AICC	رابطه مدل Equation	مدل Model	فرآیند process
0.65	21.56	معنی‌دار Accepted	763.09	$Z(t) = e(t) + .04627 e(t-1)$	MA (1)	بارش precipitation
0.96	14.85	معنی‌دار Accepted	707.26	$Z(t) = .4047 Z(t-1)+e(t)$	AR(1)	تبخیر evaporation
0.88	2.66	معنی‌دار Accepted	502.77	$Z(t) = .9441 Z(t-1)+ e(t) - .3233 e(t-1) - .1103 e(t-2) - .1218 e(t-3)$	ARMA(1,3)	دبی Stream flow



(ب)
(b)



(الف)
(a)



(ب)
(c)

شکل ۶- نمودار مقادیر مشاهداتی و مقادیر پیش‌بینی شده حوضه باراندوز چای در دوره آماری ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۸

(الف) بارش (ب) تبخیر (پ) دبی

Figure 6- Observed vs. modeled time series in basin D (2005-2009)

(a) Precipitation, (b) Evaporation, (c) Stream flow

مدل و ضرایب آن، نتایج مشابه بدست آمد ولی شبکه‌های عصبی به نمونه آماری داده شده جهت آموزش شبکه بسیار حساس هستند. دلیل این مزیت، توانایی مدل سری‌های زمانی در استخراج رابطه موجود در ساختار کلی داده‌ها می باشد، که در داده‌های طبیعی با تغییرات کوتاه مدت زمانی عمدتاً ثابت می‌ماند. خلیلی (۱۲) جهت مدل‌سازی استوکاستیک جریان رودخانه شهرچای دو مدل $AR(4)$ و $ARMA(1,2)$ را به عنوان مدل‌های خطی پیشنهاد کرد. دوره‌ی آماری این مطالعه از سال ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۲ بوده است. در تحقیق حاضر نیز مدل $AR(4)$ جهت مدل‌سازی جریان رودخانه شهرچای انتخاب شده است. این امر نشان می‌دهد رژیم جریان رودخانه شهرچای در دو دوره‌ی آماری متفاوت بدون تغییر باقی مانده است. آزاد پلاتپه (۳) مدل $AR(11)$ را جهت مدل‌سازی تبخیر-تعرق پتانسیل در ایستگاه ارومیه پیشنهاد کرد. ضریب R^2 بدست آمده برابر ۰.۹۶ و RMSE برابر ۱/۹۸ میلی متر بدست آمد، که بیانگر دقت بسیار بالای این مدل در پیش بینی تبخیر-تعرق پتانسیل است. در این مطالعه مدل‌های سری‌های زمانی خطی برای مدل‌سازی پارامتر تبخیر استفاده شدند. نتایج نشان داد که با این مدل‌ها می‌توان تبخیر را با دقت بسیار بالا و قابل قبول مدل‌سازی نمود. دلیل این امر حافظه‌ی بالای تبخیر و وجود سیکل‌های بسیار منظم فصلی در این پدیده است. که مدل سری‌های زمانی بوسیله مولفه تناوب، این سیکل‌ها را به خوبی در نظر می‌گیرد.

ب) بررسی رابطه مدل پارامترهای مختلف با یکدیگر در یک حوضه

در استنتاج رابطه ارائه شده توسط سالاس (۲۴)، بارش به صورت مستقل و تصادفی در نظر گرفته شده است. اگر این فرض در حوضه‌ای مصداق نداشته باشد، انتظار می‌رود بخش میانگین متحرک مدل دبی رودخانه از بین برود یا کم‌رنگ شود. این اتفاق در حوضه‌های زولاچای، نازلوچای و شهرچای رخ داده است. در این حوضه‌ها رفتار بارش و تبخیر خود همبسته می‌باشد. مشاهده می‌شود که رفتار دبی نیز از مدل‌های خودهمبسته با تاخیرهای بزرگتر از تاخیرهای بارش و تبخیر پیروی می‌کند. این امر نشان می‌دهد که فرآیند بارش، تبخیر و رواناب در حوضه فرآیند مشخص و منظمی دارد. در حوضه‌ی باراندوزچای رفتار بارش تصادفی است و از مدل میانگین متحرک پیروی می‌کند که مخصوص فرآیندهای تصادفی می‌باشد. در این حوضه‌ها رفتار تصادفی بارش بر رفتار دبی تاثیر دارد و مشاهده می‌شود که ترم تصادفی میانگین متحرک در دبی نیز وجود دارد. این امر منجر به کاهش حافظه‌ی دبی شده است. بیش‌تر بودن ترم میانگین متحرک دبی نسبت به بارش بیانگر این است که در واکنش تولید جریان از بارش عوامل تصادفی نقش داشته‌اند. ممکن است بخشی از ترم تصادفی وارد شده در مدل جریان رودخانه ناشی از

جدول ۹ و شکل ۶ اطلاعات مربوط به مدل‌های منتخب و صحت سنجی آن‌ها را ارائه می‌کند.

در حوضه باراندوزچای رفتار تصادفی در فرآیندهای بارش و دبی مشاهده شد. مخصوصاً در فرآیند بارش که رابطه بسیار ضعیف با باقیمانده تصادفی یک ماه قبل نشان از تصادفی بودن بارش در منطقه دارد. به همین دلیل مدل برازشی بارش نیز از دقت کمتری نسبت به دیگر حوضه‌ها برخوردار است. خود همبستگی داده‌های دبی با یک ماه قبل بسیار بالا بوده ولی بخش تصادفی نیز در دبی نقش دارد. به نظر می‌رسد تصادفی بودن بارش تاثیر خود را در تصادفی بودن دبی رودخانه باراندوزچای گذاشته است.

نتایج و بحث

نتایج به دست آمده در این تحقیق را از چند منظر می‌توان مورد بررسی و بحث قرار داد.

الف) مقایسه با نتایج دیگر پژوهشگران

تاکنون مدل سری‌های زمانی خطی و غیرخطی بر روی رودخانه‌های باراندوزچای و شهرچای برآش داده شده است. ناوه و همکاران (۲۲) مدل $AR(6)$ و $ARMA(1,2)$ را برای مدل‌سازی خطی رودخانه باراندوزچای در دوره آماری ۱۳۵۰ تا ۱۳۸۸ پیشنهاد کرد. هر دو مدل در آزمون پورت ماننتو قبول شدند ولی دقت مدل $ARMA(1,2)$ بیشتر بود لذا از این مدل جهت پیش‌بینی دبی جریان رودخانه باراندوزچای استفاده شد. مقدار RMSE این مدل ۲/۲۴ متر مکعب بر ثانیه گزارش شد. احمدی (۲) برای دوره آماری ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۸ مدل $ARMA(1,2)$ را به عنوان بهترین مدل خطی پیشنهاد کرد. ضریب R^2 آن ۰/۹ و RMSE آن ۲/۹۹ متر مکعب بر ثانیه گزارش شد. و مدل $BL(1,2,1,1)$ به عنوان مدل غیر خطی پیشنهاد شد که ضریب R^2 آن ۰/۹۱ و RMSE آن ۲/۶۹ متر مکعب بر ثانیه گزارش شده است. در مطالعه حاضر مدل $ARMA(1,3)$ برای مدل‌سازی جریان باراندوزچای انتخاب شد. ضریب R^2 آن ۰/۸۸ و RMSE برابر ۲/۶۶ متر مکعب بر ثانیه بدست آمده است. که مشابه و بسیار نزدیک با تحقیقات فوق الذکر می‌باشد. دلیل تفاوت جزئی متفاوت بودن دوره‌ی آماری در این مطالعات است. از طرفی به دلیل پیروی بارش از مدل $MA(1)$ تصمیم اتخاذ شده جهت انتخاب مدل $ARMA(1,2)$ توسط احمدی (۲) معقول به نظر می‌رسد. شایان ذکر است که از بین مدل‌های مختلف با رسته‌های مختلف ممکن است چند مدل در آزمون پورت ماننتو قبول شود. این امر در مطالعه ناوه و همکاران (۱۳) نشان داده شد. نکته قابل توجه دیگر مزیت مدل سری‌های زمانی در مقایسه با روش‌های دیگر نظیر شبکه‌های عصبی مصنوعی می‌باشد. به طوریکه با تغییر در نمونه آماری جهت استخراج

خودهمبسته بوده است، جریان رودخانه نیز از رفتار خودهمبسته تبعیت کرده و مدل منتخب برازشی از نوع مدل AR بوده است، و هرگاه بارش رفتار میانگین متحرک داشته، بخش MA به مدل جریان رودخانه نیز اضافه گردیده است. این ارتباط از آنجا اهمیت دارد که در مبانی فیزیکی مدل‌های ARMA فرض شده است که بارش فرآیندی تصادفی و بدون خودهمبستگی معنی‌دار باشد، ولی نتایج این تحقیق نشان داد که در شرایط دنیای واقعی این فرضیات ممکن است برقرار نباشند. به همین دلیل، لزوم مدل‌سازی سری‌های زمانی وابسته به صورت موازی مشخص می‌شود. همچنین با دانستن مدل حاکم بر فرآیند بارش و تبخیر می‌توان انتخاب مدل مناسب جهت شبیه‌سازی و پیش‌بینی دبی رودخانه را بهبود بخشید. از طرفی به نظر می‌رسد رابطه‌ای بین اقلیم حوضه‌ها و مدل‌های برازشی وجود دارد. حوضه‌های زولاچای، نازلوچای، شهرچای که در یک تقسیم‌بندی اقلیمی قرار می‌گیرند رفتار مشابه در فرآیندهای بارش، تبخیر و دبی دارند. به نظر می‌رسد بین اقلیم و رفتار فرآیندهای هیدرولوژیک ارتباطی وجود داشته باشد، که این موضوع باید در تحقیقی جداگانه بررسی شود.

عدم توانایی مدل‌های خطی در مدل کردن بخش غیرخطی جریان باشد. لذا برای تصمیم‌گیری در رابطه با تصادفی بودن رژیم جریان این حوضه باید رفتار سری زمانی جریان این رودخانه مورد آزمون قرار گیرد و در صورتی که رفتار آن غیرخطی باشد باید مدل‌های غیرخطی مناسب بر داده‌های جریان توسعه یابد و سپس در مورد تاثیر واکنش بین بارش و دبی بحث شود. که خود موضوع تحقیق جداگانه‌ای است.

نتیجه‌گیری کلی

در این تحقیق رابطه بین مدل سری‌های زمانی فرآیندهای مختلف هیدرولوژیک در غرب حوضه آبریز دریاچه ارومیه بررسی شد. به منظور بررسی رابطه بین فرآیندهای هیدرولوژیک، به تفکیک حوضه، روند بارش، تعداد روزهای بارانی، حداکثر بارش، تبخیر و دبی رودخانه با استفاده از آزمون من-کندال استخراج شد. نتایج تحلیل روند بیانگر ارتباط مشخص بین فرآیندهای مذکور با یکدیگر است. سپس مدل‌های سری زمانی خطی بر روی فرآیندهای هیدرولوژیک بارش، تبخیر و جریان رودخانه برازش داده شد. نتایج برازش مدل‌های خطی سری زمانی نشان داد که هرگاه رفتار بارش یک رفتار

منابع

- Ahmadi F., Khalili K., and Moravej M. 2012. Detecting trend change point of annual stream flow of Lake Urmia basin's rivers. International conference of Lake Urmia, 8-10 December, Urmia, Iran.
- Ahmadi F. 2013. Modeling stream flow time series by time series models and genetic programming (case study: Azadoodchay river). MSc thesis, faculty of irrigation, agriculture department, Tabriz University.
- Azad-talatpe N., Behmanesh J., and Montaseri M. 2013. Evapotranspiration prediction using linear time series. Journal of water and soil, 27(1):213-223.
- Bartlett M.S. 1950. Periodogram analysis and continuous spectra, Biometrika, 37:1-16.
- Birsan M., Zaharia L., Branescu E. and Chendes V. 2008. Trends in Romanian Stream flow over the second half of the 20th Century. Geophysical Research Abstracts, 10: EGU 2008 – A – 10880: 1607 – 7962.
- Burn D.H. and Hag Elnur M.A. 2002. Detection of Hydrologic trends and variability, Journal of Hydrology, 255: 107-122.
- Dickey D.A. and Fuller W.A. 1979. Distribution of the estimators for autoregressive time series with a unit root. Journal of American Statistical Association. 74: 423-431.
- Karamouz M., Araghinezhad S.H. 2010. Advanced hydrology. 2nd edition, Amir Kabir publication, Tehran, Iran, 464 pp.
- Kendall M.G. 1938. A new measure of rank correlation, Biometrika 36: 81-93.
- Khalili K. 2001. Drought frequently analysis and reservoir design for agricultural and domestic demands (case study: Shahrchay river). MSc thesis, faculty of irrigation, agriculture department, Tabriz University.
- Khalili K., Hesari B. 2004. Meteorological drought prediction using time series models (case study: Urmia synoptic station). 1st conference of Water Resources Management, 16-17 November, Tehran, Iran.
- Khalili K., Fakherifard A. 2007. Drought frequently analysis and reservoir design for agricultural and domestic demands. 3rd congress of civil engineering, 1-3 May, Tabriz, Iran.
- Khalili K., Fakherifard A., Dinpazhoh Y., and Ghorbani, M. 2010. Trend and stationarity analysis for time series modeling. Journal of water and soil science, 20(1): 61-72.
- Khalili K., Fakherifard A., Dinpazhoh Y., and Ghorbani, M. 2011. Investigation of non-linearity of stream flow using BDS test. Journal of water and soil science, 21(2): 25-37.
- Kwiatkowski D., Phillips P.C.B., Schmidt P. and Shin Y. 1992. Testing the null hypothesis of stationarity against the null hypothesis of a unit root. Journal of Econometrics 54, 159-78.
- Loucks D.P., Stedinger J.R., and Haith D.A. 1981. Water Resources System Planning and Analysis, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

- 17- Machiwal D. and Jha M.K. 2012. Hydrologic time series Analysis: Theory and Practice. Springer, Netherlands, with Capital Publishing Company, New Delhi, India, 303 pp.
- 18- Mann H.B. 1945. Nonparametric test against trend, *Econometrica* 13: 245-259.
- 19- Miller R.B. 1979 Book review on "An Introduction to Bilinear Time Series Models" by Granger, C. W. and Andersen, A. P., *J. Amer. Statist. Ass.*, 74, 927.
- 20- Mirabbasi R., and Dinpazhoh Y. 2010. Trend detection of stream flow in north-western parts of Iran in past 3 decades. *Journal of water and soil*, 24(4): 757-758.
- 21- Moravej M., Khalili K., Ahmadi F., and Behmanesh J. 2013. Relationship of drought trend and climate change in western basins of Lake Urmia. 2nd International Conference on plant, water, soil and weather modeling, 8-9 May, Kerman, Iran
- 22- Naveh H., Khlili K., Alami M., and Behmanesh J. 2012. Prediction of stream flow using Bi-linear models (case study: Shahrchay and Barandoozchay rivers). *Journal of water and soil*, 26(5): 1299-1307.
- 23- Safavi H. 2009. Engineering hydrology. 2nd edition, Arkan Danesh publication, Isfahan, Iran, 724 pp.
- 24- Salas J.D., Delleur J.W., Yevjevich V. and Lane W.L. 1980. Applied Modeling of Hydrologic Time Series. Water Resources Publications, Littleton, CO.
- 25- Salas J.D. 1993. Analysis and modeling of hydrologic time series. In: D.R. Maidment (editor-in-chief), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc., USA, pp. 19.1-19.72.
- 26- Said S.E. and Dickey D. 1984. Testing for unit roots in autoregressive moving-average models with unknown order. *Biometrika*. 71: 599-607.
- 27- Wang W., Van Gelder P.H.A.J.M., Vrijling J.K., and Ma J. 2005. Testing and modelling autoregressive conditional heteroskedasticity of streamflow processes. *Nonlinear. Processes Geophys.*, 12, 55–66, doi:10.5194/npg-12-55.
- 28- Wang W., Van Gelder P.H.A.J.M. and Vrijling J.K. 2005. Trend and stationary analysis for streamflow processes of rivers in Western Europe in 20th century, IWA International Conference on Water Economics, Statistics and Finance Rethymno, Greece.
- 29- Xu Z., liu Z., Fu G. and Chen Y. 2010. Trends of major of Hydro climatic variables in the Tarim River basin during the past 50 years. *Journal of Arid Environments*, 74: 256-267.



Investigation of Relationship Between Hydrologic Processes of Precipitation, Evaporation and Stream Flow Using Linear Time Series Models (Case study: Western Basins of Lake Urmia)

M. Moravej^{1*} - K. Khalili² - J. Behmanesh³

Received: 17-03-2014

Accepted: 29-11-2014

Introduction: Studying the hydrological cycle, especially in large scales such as water catchments, is difficult and complicated despite the fact that the numbers of hydrological components are limited. This complexity rises from complex interactions between hydrological components and environment. Recognition, determination and modeling of all interactive processes are needed to address this issue, but it's not feasible for dealing with practical engineering problems. So, it is more convenient to consider hydrological components as stochastic phenomenon, and use stochastic models for modeling them. Stochastic simulation of time series models related to water resources, particularly hydrologic time series, have been widely used in recent decades in order to solve issues pertaining planning and management of water resource systems. In this study time series models fitted to the precipitation, evaporation and stream flow series separately and the relationships between stream flow and precipitation processes are investigated. In fact, the three mentioned processes should be modeled in parallel to each other in order to acquire a comprehensive vision of hydrological conditions in the region. Moreover, the relationship between the hydrologic processes has been mostly studied with respect to their trends. It is desirable to investigate the relationship between trends of hydrological processes and climate change, while the relationship of the models has not been taken into consideration. The main objective of this study is to investigate the relationship between hydrological processes and their effects on each other and the selected models.

Material and Method: In the current study, the four sub-basins of Lake Urmia Basin namely Zolachay (A), Nazloochay (B), Shahrchay (C) and Barandoozchay (D) were considered. Precipitation, evaporation and stream flow time series were modeled by linear time series. Fundamental assumptions of time series analysis namely normalization and stationarity were considered. Skewness test applied to evaluate normalization of evaporation, precipitation and stream flow time series and logarithmic transformation function executed for in order to improve normalization. Stationarity of studied time series were evaluated by well-known powerful ADF and KPSS stationarity tests. Time series model's order was determined using modified AICC test and the portmanteau goodness of fit test was used to evaluate the adequacy of developed linear time series models. Mann-Kendall trend analysis was also conducted for the precipitation amount, the number of rainy days, the maximum precipitation with 24 hours duration, the evaporation and stream flow in monthly and annual time scales.

Results and Discussion: Inferring to the physical base of ARMA models provided by Salas et al (1998), the precipitation has been considered independently and stochastically. If this assumption is not true in a given basin, it is expected that the MA component of stream flow discharge model be eliminated or washed out. This case occurred in basins A, B and C. In these basins, the behavior of precipitation and evaporation was autoregressive. It was observed that the stream flow discharge behavior also follows autoregressive models that had greater lags than precipitation and evaporation lags. This result proved that the precipitation, evaporation, and stream flow processes in the basin were regular processes. In basin D, the behavior of precipitation was stochastic and followed the MA model, which was related to the stochastic processes. In this basin, the stochastic behavior of precipitation affected the stream flow behavior, and it was observed that the stochastic term of MA also appeared in the stream flow. Thus, this leads to decrease the memory of stream flow discharge. The fact that the MA component in the stream flow discharge was greater than the MA component in precipitation indicated that during the process of producing stream flow discharge from precipitation, the stochastic factors performed an important role.

Conclusion: A comprehensive investigation on hydrological time series models of precipitation, evaporation and stream flow were investigated in this study. The framework of the study consists of trend analysis using Mann-Kendall test and time series. Trend analysis results indicate the significant changes of water resources in the studied area. It means that sustainable development in studied area is greatly threatened. The results of

1, 2, 3- MSc Student, Assistant Professor and Associate Professor of Water Engineering Department, Urmia University, Urmia, Iran, Respectively

(* - Corresponding Author Email: behmanesh@urmia.ac.ir)

parallel modeling of precipitation, evaporation and stream flow time series showed that the behavior of stream flow models are greatly affected by precipitation models. In other words, this study evaluate the physical concept of ARMA models in real-world monthly time scale for three main hydrologic cycle components and suggest that considering parallel hydrological time series modeling could increase the accuracy to select a model for simulation and prediction of stream flow time series. In addition, it suggested that there is a relation between climate pattern and hydrological time series models.

Keywords: ARMA models, Stationarity, Trend analysis, Water cycle components